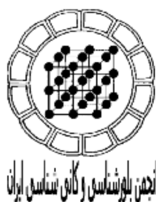
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ اول، بهار ۹۸، از صفحهٔ ۱۰۹ تا ۱۲۲



توزیع عناصر گروه پلاتین (PGE) در کرومیتیت‌های سبزوار، شمال شرق ایران

سید علی مظهری*

دانشگاه پیام نور، گروه علمی زمین شناسی، تهران ۴۶۹۷-۱۹۳۹۵، ایران

(دریافت مقاله: ۹۶/۱۲/۹، نسخه نهایی: ۹۷/۴/۶)

چکیده: کرومیتیت‌های پهنه افیولیتی سبزوار به دو گروه غنی از کروم و غنی از آلومینیوم تقسیم می‌شوند. در نمونه‌های غنی از کروم، مقدار Cr_2O_3، As، S و برخی فلزات سنگین (Cu، Ni، Ag، Co و Zn) بالاتر از نمونه‌های غنی از آلومینیوم است؛ در حالیکه در کرومیتیت‌های غنی از آلومینیوم مقادیر SiO_2، Al_2O_3، TiO_2 و سایر عناصر کمیاب بیشتر است. مقدار عناصر گروه پلاتین (PGE) در نمونه‌های غنی از کروم بیشتر از نوع غنی از آلومینیوم است و با افزایش Cr_2O_3 بر مقدار PGE افزوده می‌شود. الگوی PGE بهنجار شده نسبت به کندریت در کرومیتیت‌های غنی از کروم ظاهری تفکیک یافته (Pd/Ir =۰٫۲۵) با شیب منفی و غنی‌شدگی عناصر IPGE (Ru, Ir, Os) نسبت به PPGE (Pd, Pt, Rh) (به طور متوسط IPGE/PPGE = ۶٫۲۲) نشان می‌دهد؛ درحالیکه کرومیتیت‌های غنی از آلومینیوم الگویی تقریباً یکنواخت (Pd/Ir = ۱٫۹ و IPGE/PPGE = ۲٫۸۸) دارند. شیمی عناصر گروه پلاتین در کرومیتیت‌های غنی از کروم نشان از تشکیل آنها در جایگاه‌های کمانی و در نتیجه ذوب‌بخشی درجه بالا (مذاب بونینیتی) دارد. در مقابل، نمونه‌های غنی از آلومینیوم از ذوب‌بخشی درجه پایین (مذاب تولئیتی) در یک محیط کششی (پشته‌های میان اقیانوسی یا حوضه‌های پشت کمانی) تشکیل شده‌اند. نتایج به دست آمده از داده‌های PGE در کرومیتیت‌های سبزوار با نتایج برآمده از شیمی بلورهای کرومیت در این نمونه‌ها همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: *کرومیتیت؛ عناصر گروه پلاتین (PGE)؛ مذاب بونینیتی؛ مذاب تولئیتی؛ سبزوار.*

مقدمه

کرومیتیت‌ها در مجموعه‌های افیولیتی اغلب شامل مقادیر قابل توجه عناصر گروه پلاتین (PGE) هستند. این عناصر به عنوان یک شاخص زمین‌شیمیایی ممکن در ردیابی فرایندهای انتقال ماده از گوشته به پوسته در نظر گرفته می‌شوند [۱، ۲]. نظم و الگوی فراوانی عناصر PGE اطلاعات مفیدی در مورد ماهیت سنگ‌شناسی و دگرگونی محل منبع گوشته‌ای ارائه می‌دهد. در سال‌های اخیر پژوهش‌های متعددی پیرامون رفتار زمین شیمیایی عناصر PGE درطی ذوب گوشته‌ای و به ویژه جایگاه‌های دربردارنده کرومیت صورت گرفته است (برای مثال [۳، ۴]). عناصر PGE به شدت آهن دوست و گوگرد دوست هستند و شاخص‌های حساسی در فرایندهای تفکیک بلوری، ذوب بخشی در گوشته و ماگماهای اشباع از گوگرد محسوب می‌شوند. بنابراین، تعیین مقدار و تفسیر تغییرات PGE در کرومیتیت‌ها و سنگ‌های فرامافیک مجموعه‌های افیولیتی می‌تواند نقش مهمی در شناخت روند دگرگونی زمین شیمیایی و بازسازی محیط زمین ساختی ماگمایی داشته باشد [۵].

پهنه افیولیتی سبزوار، به عنوان بزرگترین مجموعه افیولیتی ایران، شامل رخنمون‌های متعدد از کرومیتیت‌های انبانی است. در پژوهش‌های مختلف انجام شده پیرامون این مجموعه، بررسی زمین‌شیمی این کانسنگ‌ها [۶] و به ویژه شیمی کرومیت [۶، ۷] مورد توجه خاص قرار گرفته است. در این پژوهش‌ها نشان داده شده است که نهشته‌های کرومیتی سبزوار به دو گروه غنی از کروم و غنی از آلومینیوم (فقیر از کروم)

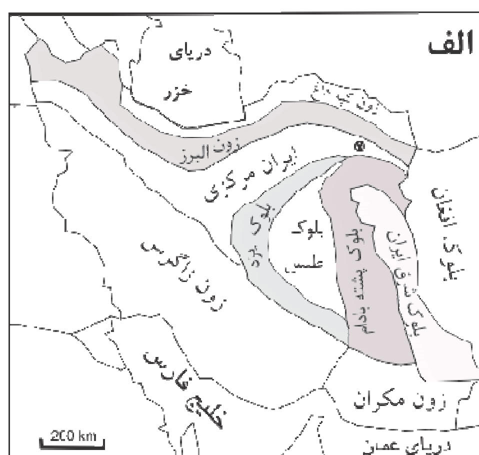
*نویسنده مسئول، تلفن: ۴۴۶۴۴۰۱۲-۰۵۱، نمابر: ۴۴۶۴۱۷۸۸-۰۵۱، پست الکترونیکی: ali54894@yahoo.com

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.109]

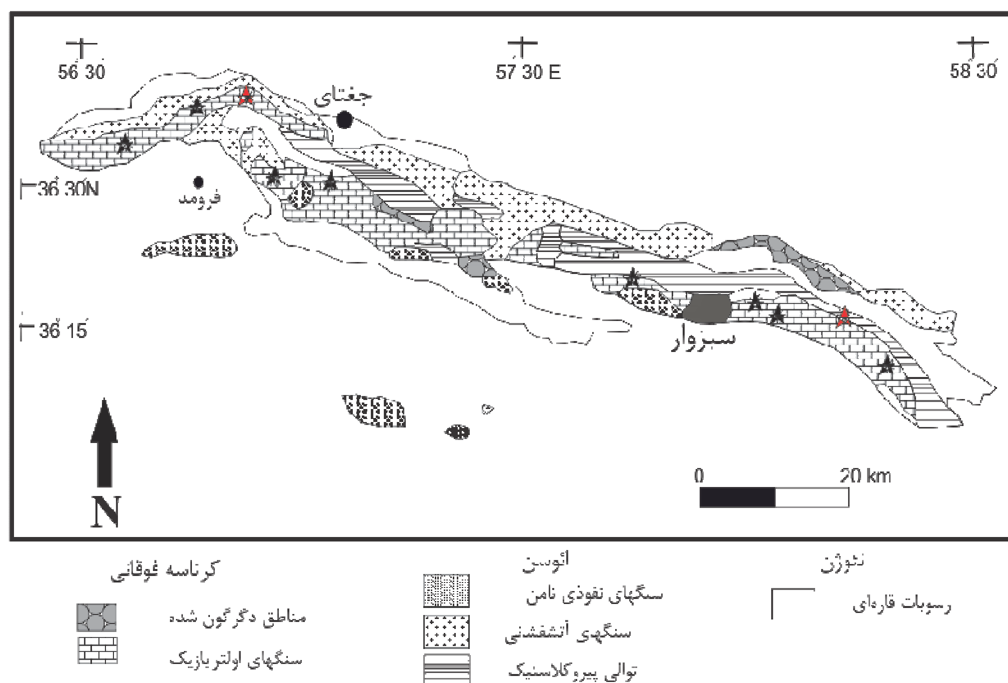
قابل تفکیک هستند و ماگماهای مختلف تولئیتی یا بونینیتی می‌توانند در تشکیل آنها نقش داشته باشند [۶، ۷]. بررسی ترکیب و توزیع عناصر PGE در درک بهتر خاستگاه ماگمای اولیه بسیار مؤثر است. در این پژوهش برای نخستین بار ترکیب PGE کرومیتیت‌های سبزوار و ارتباط پارامترهای مختلف زمین شیمیایی با مقدار PGE بررسی می‌شود.

جایگاه زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری نمونه‌ها

منطقه مورد بررسی در پهنه سبزوار (شمال شرق ایران) و در قلمرو پهنه ایران مرکزی واقع است (شکل ۱ الف). بخش عمده پهنه سبزوار شامل کمربند افیولیتی بزرگی است که به صورت نواری با روند تقریبی شمال غربی- جنوب شرقی در کرانه شمال شرقی ایران مرکزی واقع است. این مجموعه افیولیتی شامل همه بخش‌های یک توالی افیولیتی است که البته به طور کامل زمین‌ساخته شده و بین بخش‌های مختلف گسستگی ایجاد شده است. افیولیت سبزوار شامل بخش گوشته‌ای سرپانتینی شده و توالی سنگ‌های رسوبی- شیمیایی، دایک-های دیابازی و گابروهای لایه‌ای و توده‌ای است که سن کرتاسه پسین تا پالئوسن را به آن نسبت داده‌اند [۶، ۸].



ب



شکل۱ الف) جایگاه منطقه مورد بررسی در نقشه واحدهای زمین شناسی ایران [۹]. منطقه مورد بررسی با علامت مشخص شده است. ب) نقشه ساده زمین شناسی پهنه افیولیتی سبزوار [۱۰]. محل برداشت نمونه‌ها با ستاره مشخص شده است. ستاره‌های قرمز محل نمونه برداری کرومیتیت-های غنی از آلومینیوم و ستاره های سیاه نمونه‌های غنی از کروم را نشان می‌دهند.

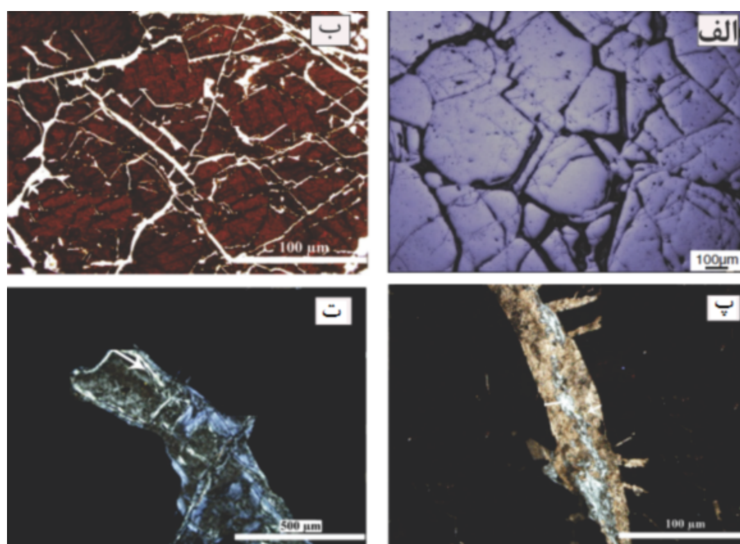
[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.109]

افزون براین، سنگ‌های بازی دگرگون شده (شیست آبی، شیست سبز و آمفیبولیت) در اندازه‌های مختلف نیز در مجموعه افیولیتی ظاهر می‌شوند. این سنگ‌ها در کرتاسه پیشین (آلبین) دستخوش بیشترین دگرگونی شده‌اند [۱۰]. علاوه بر سنگ‌های آذرین وابسته به توالی افیولیتی که در پهنه سبزوار ظاهر شده-اند، بخش قابل ملاحظه‌ای از این ناحیه توسط سنگ‌های ماگمایی غیرافیولیتی پوشیده شده است (شکل ۱ ب). این سنگ‌ها یا به صورت توده‌های نفوذی، نیمه عمیق و روانه‌های خروجی در نوار مجموعه افیولیتی رخنمون یافته‌اند [۸] و یا در خارج از نوار افیولیتی (در نیمه جنوبی پهنه سبزوار) قرار گرفته‌اند [۱۱]. بررسی‌ها نشان می‌دهد که بسیاری از سنگ-های آتشفشانی ماهیت آداکیتی دارند [۱۲]. توده‌های ماگمایی نیز متنوع بوده و شامل فازهای مختلف فلسی و مافیک هستند [۹].

کرومیتیت‌های انبانی در بخش گوشته‌ای و همراه با پریدودتیت‌های افیولیت سبزوار (که اغلب به شدت سرپانتینی شده‌اند) به وفور دیده می‌شوند. این کرومیت‌ها اغلب همراه با هارزبورژیت‌ها و دونیت‌ها و گاهی لرزولیت‌های بخش گوشته‌ای مجموعه ظاهر می‌شوند. در کرومیتیت‌های سبزوار، همچون سایر کرومیتیت‌های آلپی، ذخایر به طور پراکنده در سنگ‌های میزبان پخش شده‌اند و تمرکز در یک منطقه خاص محدود است؛ به همین علت، عمر بهره برداری از این ذخایر کوتاه است و معادن فعال و متروک فراوان در این ناحیه وجود دارد.

کرومیتیت‌ها بیشتر به صورت قطعات عدسی یا صفحه‌ای شکل در پریدوتیت‌ها توزیع شده‌اند. ساخت و بافت کرومیتیت‌ها در سبزوار بسیار متنوع و شامل انواع بافت‌های گرهکی، پراکنده یا توده‌ای است. در این پژوهش برای نیل به اهداف مورد نظر، نمونه‌برداری و آزمایش‌های شیمیایی بر کرومیتیت‌های دارای بافت توده‌ای با بیش از ۹۰٪ حجمی کرومیت انجام گرفت (شکل ۲).

کرومیتیت‌های نمونه‌گیری شده از توده‌های کوچک و بیضی شکل مجزا با عرض بین ۰/۵ تا ۱ متر و طول تا ۱/۵ متر برداشت گردید. این کرومیتیت‌ها اغلب با پریدوتیت‌های اطراف مرز مشخص دارند و از مجموعه کرومیت‌های نیمه شکلدار تا شکلدار متوسط تا درشت دانه (حتی با قطر بزرگتر از یک میلی متر) تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۲ الف و ب) که توسط رگچه-های سرپانتین، کلریت و کلسیت قطع می‌شوند (شکل‌های ۲ پ و ت). الیوین در کرومیتیت‌ها دچار دگرسانی گسترده شده و به کریزوتیل، لیزادریت یا کلریت تبدیل شده‌اند (شکل‌های ۲ پ و ت). در برخی نمونه‌ها، دانه‌های مگنتیت در لبه بلورهای پیروکسن و الیوین‌های سرپانتینی‌شده دیده می‌شوند. در بیشتر کرومیتیت‌ها بافت کششی [۱۴،۱۳] دیده می‌شود. حضور بلورهای ریز سرپانتین، کلریت و کلسیت در دانه‌های کرومیت رایج است. البته در برخی از دانه‌های کرومیت میانبارهایی از الیوین دگرسان نشده نیز دیده می‌شود.



شکل۲ الف و ب) نمایی کلی از بافت کرومیتیت‌های توده‌ای سبزوار که انباشت بلورهای کرومیت به وسیله شبکه‌ای از رگچه‌های کانی‌های دگرسان شده قطع می‌شوند در نور بازتابی (الف) و نیکول متقاطع بازتابی (ب). پ) رگچه‌های بینابین کرومیتها که به کلسیت (لبه رگه) و کلریت (مرکز رگه) دگرسان شده‌اند؛ نور PPL. ت) نمونه‌ای دیگر از کانی‌های بینابینی کرومیت‌ها که توسط سرپانتین (لبه رگچه) و کلریت (مرکز رگچه) پر شده است؛ نور XPL.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.109]

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های میدانی و کتابخانه‌ای، از کرومیتیت‌های ناحیه سبزوار به طور هدفمند نمونه‌برداری شد که در بالا اشاره شد، نمونه‌ها تنها از کرومیتیت‌های توده‌ای برداشت شد. دلیل این امر اهداف مورد نظر در این پژوهش بود، چرا که تجزیه عناصر PGE و کمیاب باید بر سنگ کل انجام می‌شود و بنابراین تنها کرومیتیت‌های توده‌ای که دارای بیشترین کرومیت مُودال هستند، نمونه‌برداری شدند. از ۲۵ نمونه کرومیتیت توده‌ای برداشت شده مقطع نازک صیقلی تهیه گردید و پس از بررسی نتایج سنگ‌نگاری، ۱۰ نمونه برای انجام تجزیه‌های شیمیایی انتخاب شد. نمونه‌های انتخاب شده از سنگ میزبان-های مختلف برداشت شدند. موقعیت نمونه‌های برگزیده در شکل ۱ ب نمایش داده شده است. تجزیه‌های شیمیایی برای تعیین مقدار عناصر سنگ کل، در آزمایشگاه Actlabs کانادا انجام گرفت. برای این منظور از روش‌های طیف‌سنجی فلئورسانس پرتو X (XRF) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب برای اندازه‌گیری مقدار اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب استفاده شد. مقدار اکسیدهای اصلی به روش XRF پس از گدازش با تترابورات لیتیم تعیین گردید. دقت آزمایش برای تراکم ٪۱۰ وزنی اکسیدهای اصلی ٪۱٫۵± است. مقدار عناصر کمیاب به روش ICP-MS برپایه فرایند هضم چهار اسید تعیین شد. برای این منظور، نخست ۰٫۲۵ گرم از نمونه خاک در مخلوطی از HF-HNO3-HClO4 گرمادهی شد تا بخار شده و کاملا خشک شود. سپس باقیمانده آن در HCl حل گردید. دقت نتایج به دست آمده از این روش ٪۵± است. از آنجا که مقدار عناصر خاکی نادر (REE) و عناصر PGE در کرومیتیت‌ها بسیار پایین و از مرتبه ppb است، برای تعیین مقدار این عناصر ابتدا فرایند سنجش گداخت سولفید نیکل (آمیختن نمونه با خاکستر سود، بوراکس، سولفور سیلیس و کربنات نیکل یا اکسید نیکل) انجام شد. سپس محلول نمونه با طیف سنج جرمی اندازه‌گیری شد. حد تشخیص این روش ۲ ppb برای Os، Ir، Ru، Pt، Pd و ۱ ppb برای Rh، ۵ ppb برای Au و مقادیر بین ۲ تا ۵۰ ppb برای عناصر مختلف REE است.

مقاطع نازک صیقلی تهیه شده از کرومیتیت‌های سبزوار در گروه علوم زمین Academia Sinica، تایوان با دستگاه ریزپردازنده الکترونی JEOL JXA-8900R برای تعیین ترکیب کانی کرومیت در نمونه‌های برگزیده، تجزیه شدند. شرایط اجرایی برای بررسی‌های ریزپردازشی 15kV و 25nA و قطر باریکه 5-1µm، بسته به اندازه بلور کرومیت، بود. زمان شمارش برای هر عنصر اصلی ۱۰s و برای عناصر کمیاب ۲۰s بود.

نتایج

داده‌های سنگ کل

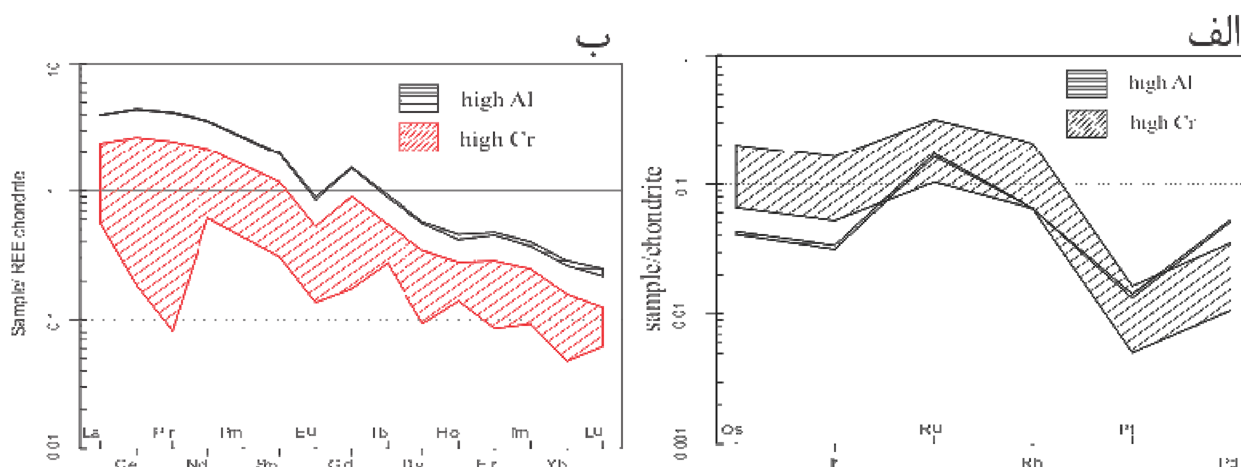
ترکیب شیمیایی نمونه‌های سنگ کل کرومیتیت‌های سبزوار تغییرات قابل توجهی نشان می‌دهد (جدول ۱). این تغییرات هم در اکسیدهای اصلی، و هم در عناصر کمیاب قابل مشاهده است. از نظر اکسیدهای اصلی کرمیتیت‌های غنی از کروم نسبت به نمونه‌های غنی از آلومینیوم دارای مقادیر بالاتری Cr_2O_3 (به طور میانگین ۴۶٫۴۶ نسبت به ۳۸٫۷۴ درصدوزنی) و CaO (۲٫۲۲ در برابر ۰٫۱۹ درصد وزنی) و تراکم کمتری از Al_2O_3 (۲۰٫۷۸ نسبت به ۱۱٫۵۱)، SiO_2 (۲٫۷۹ در برابر ۳٫۶۸) و TiO_2 (۰٫۱۵ در برابر ۰٫۳۳ درصد وزنی) هستند. به منظور دسته‌بندی نمونه‌های کرومیتیتی سبزوار، روابط، نمودارها و الگوهای گوناگون در بین عناصر مختلف تجزیه و تحلیل شد. در این بررسی‌ها مشخص گردید که عناصر PGE بهترین الگو را برای گروه‌بندی کرومیتیت‌ها ارائه می‌دهند. با رسم الگوی عناصر PGE بهنجارشده نسبت به کندریت، نمونه‌های مورد بررسی در دو گروه با روندهای متفاوت قرار می‌گیرند (شکل ۳ الف). در کرومیتیت‌های سرشار از کروم، عناصر IPGE (Os، Ir و Ru) نسبت به PPGE (Rh، Pt و Pd) غنی شده‌اند (۲٫۷= $IPGE_N/PPGE_N$) و نسبت بالای Os_N/Pd_N (۶- ۵٫۶) در آنها بارز است. در نمونه‌های غنی از آلومینیوم، الگوی PGE به نسبت هموار شکل می‌گیرد که در آن تفکیک قابل ملاحظه‌ای بین عناصر PGE دیده نمی‌شود (Os_N/Pd_N =۰٫۸) و غنی-شدگی IPGE به نسبت گروه اول کمتر است (۱٫۸= $IPGE_N/PPGE_N$).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.109]

جدول۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی (wt%) و کمیاب (ppm) برای نمونه‌های کرومیتیتی سبزوار. تراکم عناصر PGE و REE بر حسب ppb است. SD= دونیت سرپانتینی شده؛ S= سرپانتینی؛ SH= هارزبورژیت سرپانتینی شده؛ SL= لرزولیت سرپانتینیتی شده؛ H= هارزبورژیت؛ PL= پلاژیوکلاز لرزولیت؛ Al= کرومیتیت غنی از آلومینیوم؛ Cr= کرومیتیت غنی از کروم.

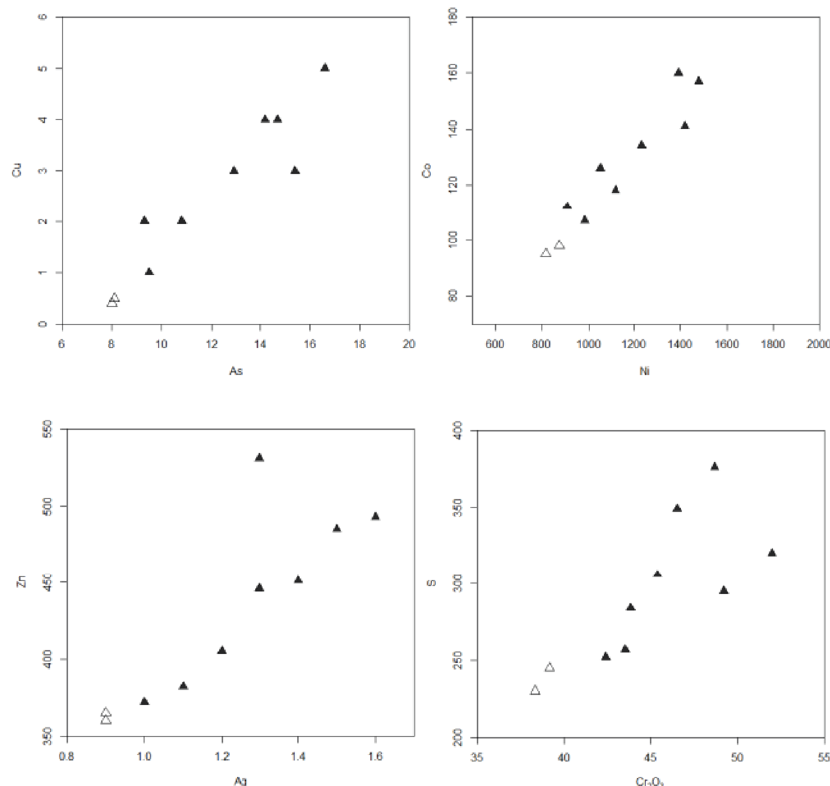
شماره نمونه	CS1	CS8	CS6	CS3	CS7	CS10	CS9	CS4	CS5	CS2
سنگ میزبان	SD	S	SH	SL	S	SD	S	H	PL	SH
شناسه	Al	Al	Cr	Cr	Cr	Cr	Cr	Cr	Cr	Cr
SiO_2	۳٫۶۳	۳٫۷۲	۳٫۱۸	۲٫۶۸	۲٫۴۵	۲٫۹۴	۳٫۱۱	۲٫۶۲	۲٫۲	۳٫۱۷
Cr_2O_3	۳۸٫۳۲	۳۹٫۱۵	۴۲٫۳۷	۴۳٫۵۶	۴۳٫۸۸	۴۵٫۴۱	۴۶٫۵۴	۴۸٫۷۰	۴۹٫۲۳	۵۱٫۹۹
Al_2O_3	۲۰٫۱۶	۲۱٫۴۰	۱۷٫۶۴	۱۶٫۰۶	۱۴٫۲۲	۱۱٫۹۷	۸٫۱۳	۸٫۱۱	۸٫۰۵	۷٫۸۹
Fe_2O_3t	۱۴٫۵۲	۱۴٫۱۸	۱۴٫۲۶	۱۵٫۰۵	۱۵٫۶۴	۱۳٫۸۳	۱۶٫۱۰	۱۳٫۱۱	۱۵٫۷۷	۱۴٫۵۹
MnO	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۲۷
MgO	۱۷٫۹۱	۱۷٫۶۳	۱۷٫۴۵	۱۶٫۵۷	۱۸٫۳۲	۱۷٫۷۰	۱۸٫۵۹	۱۶٫۸۹	۱۹٫۳۶	۱۸٫۲۱
CaO	۰٫۲	۰٫۱۷	۱٫۷۳	۲٫۱۸	۰٫۸۶	۳٫۴۸	۲٫۷۵	۵٫۳۰	۰٫۲۴	۱٫۱۸
Na_2O	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
K_2O	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱
TiO_2	۰٫۳۰	۰٫۳۶	۰٫۲۵	۰٫۲۳	۰٫۱۹	۰٫۱۵	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸
$P2O_5$	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲
افت گرمایی	۳٫۲۷	۳٫۲۵	۲٫۸۴	۲٫۶۰	۳٫۸۱	۴٫۶۴	۳٫۶۸	۴٫۲۶	۴٫۴۳	۲٫۹۲
As	۸٫۱	۸٫۰	۹٫۵	۹٫۳	۱۰٫۸	۱۲٫۹	۱۵٫۴	۱۴٫۲	۱۴٫۷	۱۶٫۶
Br	۱۱٫۸	۱۲٫۲	۱۳٫۵	۱۰٫۴	۱۲٫۰	۱۴٫۸	۱۱٫۳	۷٫۷	۱۲٫۴	۶٫۶
Sc	۷٫۵	۷٫۸	۸٫۴	۹٫۰	۱۰٫۵	۵٫۷	۶٫۳	۸٫۱	۷٫۵	۶٫۲
Sb	<۰٫۲	<۰٫۲	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۶
Cd	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۶
Cu	<۱	<۱	۱	۲	۲	۳	۳	۴	۴	۵
Ni	۸۱۶	۸۷۵	۹۰۸	۹۸۳	۱۰۵۱	۱۱۱۸	۱۲۳۴	۱۴۸۰	۱۳۹۲	۱۴۲۰
S	۲۳۰	۲۴۵	۲۵۲	۲۵۷	۲۸۴	۳۰۶	۳۴۹	۳۷۶	۲۹۵	۳۲۰
Ag	۰٫۹	۰٫۹	۱٫۰	۱٫۱	۱٫۳	۱٫۲	۱٫۳	۱٫۴	۱٫۶	۱٫۵
Co	۹۵	۹۸	۱۱۲	۱۰۷	۱۲۶	۱۱۸	۱۳۴	۱۵۷	۱۶۰	۱۴۱
Zn	۳۶۰	۳۶۵	۳۷۲	۳۸۲	۴۴۶	۴۰۵	۵۳۱	۴۵۱	۴۹۳	۴۸۵
Ga	۲۷٫۳	۲۷٫۷	۲۲٫۸	۲۰٫۲	۱۸٫۹	۱۵٫۵	۱۲	۱۱٫۴	۹٫۷	۸٫۱
Ge	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵
Y	۱٫۲۵	۱٫۲۷	۱٫۰۸	۰٫۹۳	۰٫۷	۰٫۵۴	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۱۱	۰٫۰۸
Zr	۶	۶	۵	۵	۴	۳	۳	۲	۱	۱
Nb	۱٫۲۵	۱٫۲۸	۰٫۹۵	۰٫۹۸	۰٫۸۱	۰٫۷۶	۰٫۷۰	۰٫۶۶	۰٫۶۱	۰٫۵۹
Hf	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۵	<۰٫۰۵
Ta	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۲۰	۰٫۲۱
W	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵
Tl	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵
Pb	۵۸	۵۷	۶۲	۷۵	۵۲	۸۳	۶۵	۸۰	۷۷	۶۴
Th	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۰۶	۰٫۰۶	<۰٫۰۵	۰٫۰۵	<۰٫۰۵	<۰٫۰۵
U	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲
V	۹۴۴	۸۶۵	۷۰۵	۹۶۵	۵۱۷	۶۸۰	۷۵۴	۳۶۲	۱۰۶۱	۸۵۴
Sr	۹	۱۱	۴۳	۵۶	۱۵	۱۰۲	۸۵	۱۹۶	۶	۱۹
Ba	۱۸۴	۱۷۶	۲۲۴	۲۰۸	۱۵۸	۲۹۱	۲۵۰	۳۷۳	۱۳۵	۱۲۲
La	۱۲۲۰	۱۲۳۵	۷۴۰	۶۳۰	۴۱۰	۳۷۰	۲۲۰	۲۰۰	۱۷۳	۱۹۰
Ce	۳۵۵۰	۳۵۷۰	۲۱۴۰	۱۸۲۰	۱۲۰۰	۱۱۱۰	۶۵۰	۶۳۰	۱۵۰	۱۷۰
Pr	۵۰۰	۵۱۰	۳۰۰	۲۵۰	۱۶۰	۱۴۰	۸۰	۷۵	۱۰	۱۰
Nd	۲۱۳۰	۲۱۵۰	۱۲۹۰	۱۰۰	۷۱۰	۶۵۰	۳۹۰	۳۷۰	<۵۰	<۵۰
Sm	۳۸۰	۳۹۰	۲۳۰	۱۹۰	۱۲۰	۱۱۰	۷۰	۶۰	<۱۰	<۱۰
Eu	۶۳	۶۶	۳۹	۳۳	۲۱	۱۹	۱۱	۱۰	<۵	<۵
Gd	۳۹۰	۳۹۵	۲۳۵	۲۰۰	۱۳۰	۱۲۰	۷۰	۶۵	۴۵	۵۰
Tb	۴۲	۴۴	۲۶	۲۲	۱۴	۱۳	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰
Dy	۱۸۰	۱۸۵	۱۱۱	۹۴	۶۱	۵۵	۳۳	۳۰	<۱۰	<۱۰
Ho	۳۰	۳۳	۲۰	۱۷	۱۱	۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰
Er	۹۵	۱۰۰	۶۰	۵۱	۳۳	۳۰	۱۸	<۱۰	<۱۰	<۱۰
Tm	۱۲	۱۳	۸	۷	۵	۵	۳	<۵	<۵	<۵
Yb	۶۰	۵۵	۳۳	۲۸	۱۸	۱۵	۱۰	۱۰	<۱۰	<۱۰
Lu	۸	۷	۴	۳	۲	۲	<۲	<۲	<۲	<۲
Os	۲۱	۲۰	۳۲	۳۹	۴۹	۵۹	۷۱	۷۹	۹۱	۹۹
Ir	۱۶	۱۵	۲۵	۳۱	۳۹	۴۷	۵۶	۶۲	۷۲	۷۸
Ru	۱۱۷	۱۱۱	۷۰	۸۷	۱۰۹	۱۳۱	۱۵۷	۱۷۵	۲۰۱	۲۱۹
Rh	۹	۹	۹	۱۱	۱۴	۱۷	۲۱	۲۳	۲۶	۲۹
Pt	۱۴	۱۳	۵	۶	۸	۹	۱۱	۱۲	۱۴	۱۶
Pd	۳۰	۲۹	۶	۸	۱۰	۱۲	۱۴	۱۶	۱۸	۲۰
ΣPGE	۲۰۷	۱۹۷	۱۴۷	۱۸۲	۲۲۹	۲۷۵	۳۳۰	۳۶۷	۴۲۲	۴۶۱
Pd/Ir	۱٫۸۸	۱٫۹۳	۰٫۲۴	۰٫۲۶	۰٫۲۶.	۰٫۲۶.	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۰٫۲۵	۰٫۲۶
IPGE	۱۵۴	۱۴۶	۱۲۷	۱۵۷	۱۹۷	۲۳۷	۲۸۴	۳۱۶	۳۶۴	۳۹۶
PPGE	۵۳	۵۱	۲۰	۲۵	۳۲	۳۸	۴۶	۵۱	۵۸	۶۵
IPGE/PPGE	۲٫۹۱	۲٫۸۶	۶٫۳۵	۶٫۲۸	۶٫۱۶	۶٫۲۴	۶٫۱۷	۶٫۲۰	۶٫۲۸	۶٫۰۹
Ru/Pt	۸٫۳۶	۸٫۵۴	۱۴	۱۴٫۵	۱۳٫۶۳	۱۴٫۵۶	۱۴٫۲۷	۱۴٫۵۸	۱۴٫۳۶	۱۳٫۶۹

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.109]

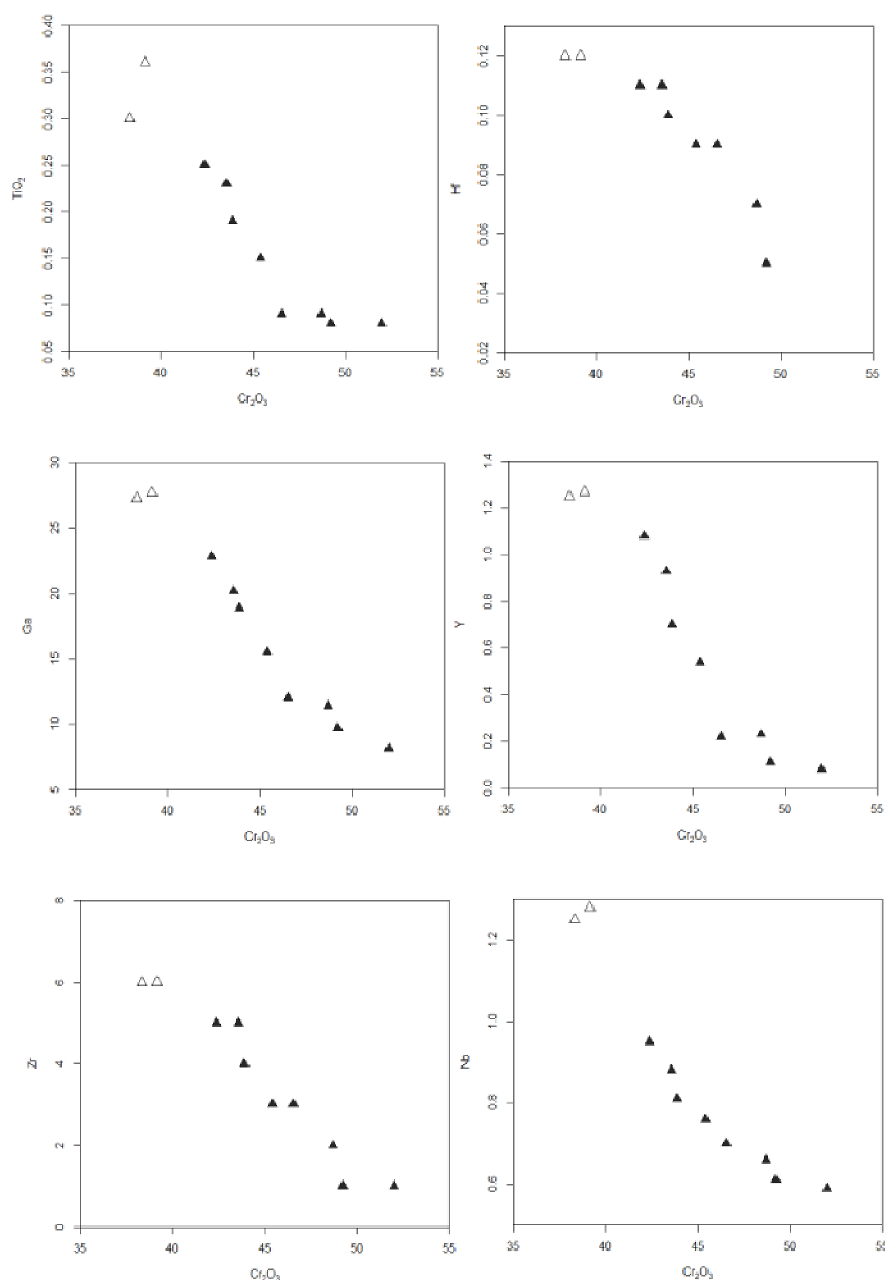


شکل۳ (الف) الگوی PGE و (الف) REE بهنجارشده نسبت به کندریت [۱۵] برای کرومیتیت‌های سبزوار. تفاوت دو گروه کرومیتیت‌های غنی از آلومینیوم و غنی از کروم کاملا نمایان است.

ترکیب سایر عناصر کمیاب نیز در کرومیتی‌های غنی از آلومینیوم و غنی از کروم متفاوت است. در کرومیتیت‌های غنی از کروم، مقدار As، S و برخی فلزات سنگین (Cu، Ni، Ag، Co و Zn) بالاتر است (شکل۴)؛ در حالیکه کرومیتیت‌های غنی از آلومینیوم در بسیاری از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) چون Ti، P، Ga، Y، Zr، Nb، Hf و Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۵). افزون بر این، فراوانی عناصر خاکی نادر (REE) در کرومیتیت‌های غنی از آلومینیوم افزایش چشمگیری نسبت به نمونه‌های غنی از کروم نشان می‌دهد (شکل ۳ ب).



شکل۴ نمودارهای دوتایی تفکیک ترکیب کرومیتیت‌های غنی از آلومینیوم (Δ) و غنی از کروم (▲) در کرومیتیت‌های سبزوار. غلظت Cr_2O_3 به درصد وزنی و سایر عناصر به ppm است.



شکل۵ نمودارهای دوتایی Cr_2O_3 در برابر عناصر کمیاب برای کرومیتیت‌های سبزوار. علائم به کار رفته مانند شکل ۴ است.

شیمی کانی کرومیت

تجزیه به روش ریزپردازش الکترونی (EPMA) بر ۵۳ نقطه در ۱۰ نمونه کرومیتیتی سبزوار انجام گرفت. در جدول ۲ میانگین داده‌ها برای هر نمونه آورده شده است. در همخوانی با ترکیب سنگ کل، بلورهای کرومیت در نمونه‌های غنی از کروم دارای Cr# (نسبت اتمی (Cr/(Cr+Al) بالاتری (۰/۸۳- ۰/۵۳) نسبت به کرومیتیت‌های غنی از آلومینیوم (۰/۴۴- ۰/۴۳ =Cr#) هستند. با توجه به مقدار Cr# و Mg# (نسبت اتمی (Mg /Mg+Fe)، کانی‌های کرومیت سبزوار نیز در دو گروه سرشار از آلومینیوم و سرشار از کروم قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). ترکیب کرومیت‌ها می‌تواند کمک بسیاری به درک دگرگونی‌های ماگمایی و محیط زمین‌ساختی ماگمایی نماید [۱۳]. باور این است که ترکیب کرومیت شاخص نوع ماگماست، به طوریکه کرومیت‌های غنی از کروم از ترکیبات بونینیتی و کرومیت‌های غنی از آلومینیوم از ماگمای تولئیتی شبیه بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) نتیجه می‌شوند

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.109]

[۱۴]. بر این اساس، بیشتر کرومیت‌های غنی از کروم در کرومیتیت‌های سبزوار از ماگمای بونینیتی به دست آمده‌اند، درحالیکه نمونه‌های غنی از آلومینیوم شبیه ماگماهای MORB هستند (شکل ۶ ب).

از ترکیب کرومیت برای محاسبه ترکیب شیمیایی مذاب‌هایی که از آن متبلور شده است استفاده می‌شود و به همین علت کرومیت به عنوان یک ردیاب مهم برای تعیین خاستگاه درنظر گرفته می‌شود [۱۵، ۱۶]. غلظت Al مذابی که کرومیت از آن متبلور شده است را می‌توان از رابطه زیر محاسبه کرد [۱۷]:

$$(Al_2O_3\ wt\%)_{spinel} = 0.035\ (Al_2O_3\ wt\%)^{2.42}_{melt}$$

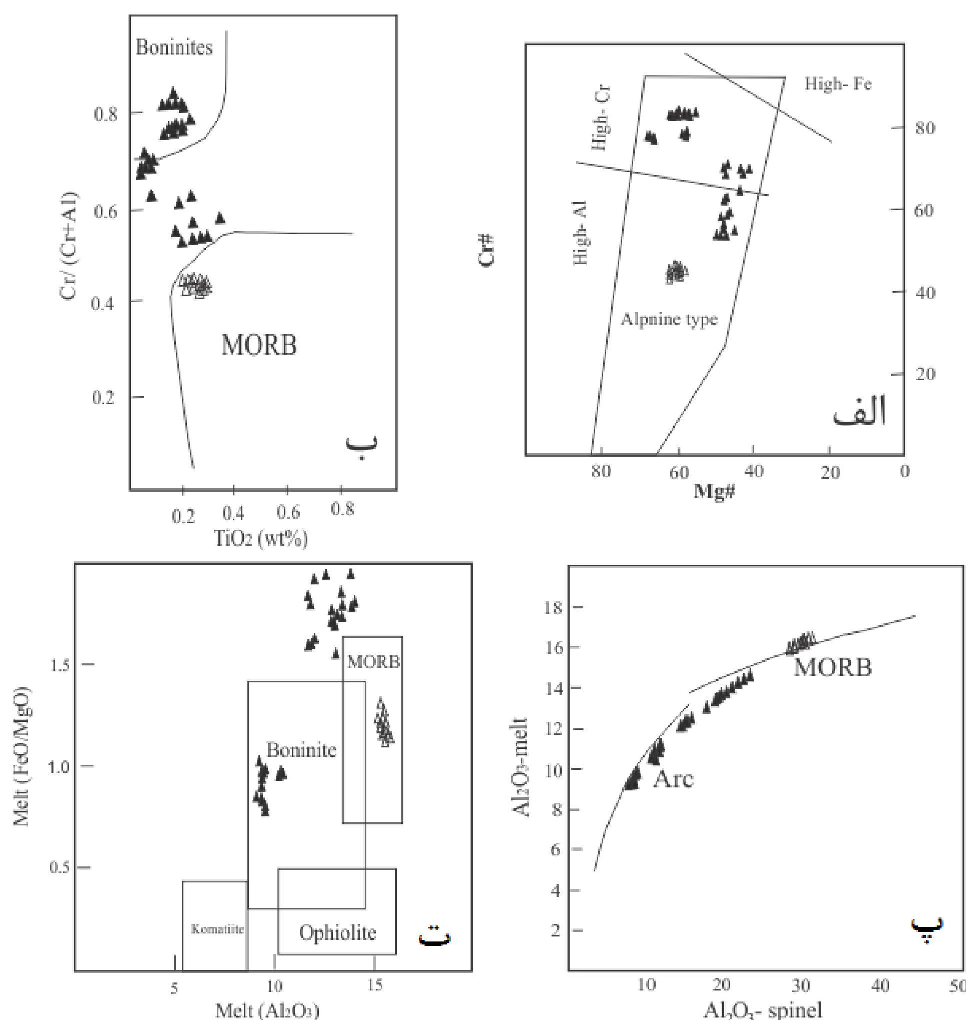
نسبت FeO/MgO مذابی که کرومیت از آن متبلور شده نیز با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود [۱۷]:

$$Ln\ (FeO/MgO)_{spinel} = 0.47 - 1.07\ Al\#_{spinel} + 0.64\ Fe^{3+}\#_{spinel} + Ln\ (FeO/MgO)_{melt}$$

جدول۲ میانگین ترکیب کروم (wt%) در کرومیتیت‌های افیولیت سبزوار بر اساس داده‌های ریزپردازش الکترونی. n= تعداد تجزیه‌ها در هر نمونه.

شناسه نمونه	CS1	CS8	CS6	CS3	CS7	CS10	CS9	CS4	CS5	CS2
n	۶	۸	۴	۵	۴	۵	۴	۶	۵	۵
SiO_2	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
TiO_2	۰٫۲۲	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۱۸	۰٫۰۶	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۶۷
Al_2O_3	۲۹٫۲۰	۲۹٫۹۴	۲۱٫۷۳	۲۱٫۱۸	۱۸٫۸۳	۱۵٫۳۵	۱۱٫۸۱	۱۱٫۰۵	۸٫۶۶	۸٫۶۷
Cr_2O_3	۳۵٫۷۹	۳۵٫۱۰	۳۷٫۰۷	۴۲٫۰۵	۴۶٫۷۸	۵۰٫۹۶	۵۸٫۴۷	۵۷٫۰۶	۶۱٫۶۲	۶۱٫۱۶
NiO	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۲۰	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۲۷	۰٫۳۴	۰٫۳۸
FeO	۱۷٫۹۲	۱۷٫۶۰	۲۵٫۹۸	۲۳٫۳۶	۲۲٫۲۳	۲۲٫۶۶	۱۳٫۶۷	۱۷٫۲۹	۱۵٫۸۸	۱۷٫۰۸
MnO	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۴۴	۰٫۳۸	۰٫۳۶	۰٫۳۲	۰٫۲۷	۰٫۳۰	۰٫۲۴	۰٫۲۷
MgO	۱۵٫۳۲	۱۵٫۵۰	۱۳٫۵۵	۱۲٫۰۳	۱۱٫۰۰	۱۰٫۳۱	۱۵٫۶۱	۱۳٫۴۵	۱۳٫۶۶	۱۲٫۷۳
CaO	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰
Na_2O	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱
K2O	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
مجموع	۹۸٫۸۸	۹۸٫۸۵	۹۹٫۲۶	۹۹٫۵۰	۹۹٫۶۴	۹۹٫۹۵	۱۰۰٫۲۷	۹۹٫۶۰	۱۰۰٫۵۸	۱۰۰٫۴۵
کاتیون ها (فرمول ساختاری بر پایه ۴ اکسیژن)										
Si	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ti	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al	۱٫۰۲	۱٫۰۴	۰٫۷۹	۰٫۷۸	۰٫۷۱	۰٫۵۸	۰٫۴۴	۰٫۴۲	۰٫۳۳	۰٫۳۳
Cr	۰٫۸۴	۰٫۸۲	۰٫۹۰	۱٫۰۳	۱٫۱۷	۱٫۳۰	۱٫۴۵	۱٫۴۵	۱٫۵۷	۱٫۵۷
Ni	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۰٫۶۸	۰٫۶۸	۰٫۶۲	۰٫۵۶	۰٫۵۱	۰٫۵۰	۰٫۷۳	۰٫۶۵	۰٫۶۶	۰٫۶۲
Fe_3	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۳۰	۰٫۱۷	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۰۹
Fe_2	۰٫۳۲	۰٫۳۱	۰٫۳۷	۰٫۴۳	۰٫۴۷	۰٫۵۰	۰٫۲۶	۰٫۳۵	۰٫۳۳	۰٫۳۸
Mg#per	۶۰٫۳۷	۶۱٫۱۰	۴۸٫۱۹	۴۷٫۸۷	۴۶٫۸۷	۴۴٫۸۰	۶۷٫۰۵	۵۸٫۱۲	۶۰٫۵۴	۵۷٫۰۵
Cr#per	۴۵٫۱۳	۴۴٫۲۰	۵۳٫۳۵	۵۷٫۰۶	۶۲٫۵۱	۶۹٫۰۲	۷۶٫۸۶	۷۷٫۶۰	۸۲٫۶۸	۸۲٫۵۶
Al_2O_3 مذاب	۱۶٫۱۱	۱۶٫۲۸	۱۴٫۲۶	۱۴٫۱۱	۱۳٫۴۳	۱۲٫۳۵	۱۱٫۰۸	۱۰٫۷۸	۹٫۷۵	۹٫۷۵
(FeO/MgO) مذاب	۱٫۲۲	۱٫۲۰	۱٫۶۹	۱٫۷۵	۱٫۷۸	۱٫۸۱	۰٫۶۷	۰٫۹۷	۰٫۸۴	۰٫۹۷

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.109]



شکل۶ نمودارهای تفکیک نوع ماگمای اولیه برای کرومیتیت های سبزوار بر اساس ترکیب بلورهای کرومیت. الـف) نمـودار #Mg نـسبت بـه #Cr [۱۸]. ب) نمودار TiO_2 نسبت به #Cr [۱۷]. پ) نمودار Al_2O_3 محاسبه شده برای مذاب نـسبت بـه Al_2O_3 کرومیـت [۱۹]. ت) نمـودار اکـسید آلومینیوم نسبت به FeO/MgO محاسبه شده برای مذاب [۱۷]. علائم همانند شکل ۴ است.

در این معادله، #Al و #Fe^{3+} به ترتیب نسبت‌های اتمی Al/ (Al+ Fe^{3+}+ Cr) و Fe^{3+}/ (Al+ Fe^{3+}+ Cr) هستند. با به کارگیری این روابط مشخص می‌شود که کرومیت‌های غنی از آلومینیوم سبزوار از یک ماگما با ۱۶٫۳- ۱۶٫۱ درصد وزنی Al_2O_3 متبلور شده در حالیکه مقدار Al_2O_3 در ماگمای مادر کرومیت‌های غنی از کروم کمتر از ۱۵ درصد وزنی (۱۴٫۳-۹٫۸) بوده است. این مقادیر Al_2O_3 نشان از ماهیت متفاوت ماگمای اولیه کرومیت‌های غنی از کروم (روند مشابه ماگماهای کمانی) و غنی از آلومینیوم (مشابه MORB) دارد (شکل ۶ پ). در نمودار متمایز کننده بر پایه مقدار Al_2O_3 و FeO/MgO محاسبه شده در مذاب، ماگمای تشکیل دهنده بیشتر کرومیت‌های غنی از کروم ماهیت بونینیتی داشته‌اند درحالیکه نمونه‌های غنی از آلومینیوم در گستره کرومیت‌های برآمده از MORB قرار می‌گیرند (شکل ۶ ت).

بحث

داده‌های EPMA بر روی بلورهای کرومیت سبزوار در این پژوهش، بیانگر از وجود دو نوع ماگمای مختلف در تشکیل آنهاست. این نتیجه همسو با پژوهش‌های پیشین است که بر وجود کرومیت‌های غنی از کروم و غنی از آلومینیوم در این ناحیه اشاره کرده‌اند [۶، ۷]. داده‌های شیمیایی سنگ کل به ویژه عناصر PGE می‌تواند اطلاعات تکمیلی در مورد ماهیت و

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.109]

چگونگی شکل گیری ماگماهای مختلف دخیل در فرایندهای زمین ساختی ماگمایی منطقه ارائه دهد.

میانگین نسبت‌های Pd/Ir، Ru/Pt و IPGE/PPGE در کرومیتیت‌های غنی از کروم به ترتیب ۰٫۲۵، ۱۴٫۲۰ و ۶٫۲۲ است. الگوی عناصر PGE بهنجارشده نسبت به کندریت در کرومیتیت‌های غنی از کروم (شکل ۳ الف) شبیه سایر کرومیتیت‌های انبانی در افیولیت‌های بالای مناطق فرورانش (SSZ) است [۲۰]. در این کرومیتیت‌ها، غنی‌شدگی IPGE/PPGE نمایان است که موجب شیب منفی در الگوها می‌شود [۵، ۱۵]. غنی‌شدگی عناصر IPGE به حضور میانبار کانی‌های ریز دربردارنده این عناصر در کرومیتیت‌ها نسبت داده می‌شود [۱۵]. در جایگاه‌های SSZ که درجه ذوب بخشی بالاتر از پشته‌های میان اقیانوسی است (مذاب‌های بونینیتی)، عناصر PGE به ویژه PPGE طی ذوب‌بخشی رفتار ناسازگار دارند. این امر سبب می‌شود که کرومیتیت‌های انبانی برآمده از مناطق SSZ به شدت تهی از PPGE شده و بنابراین غنی از کروم و IPGE شوند [۵]. البته در الگوی PGE این کرومیتیت‌ها ناهنجاری منفی شدید Pt و مثبت Ru بارز است (شکل ۳ الف). پلاتینیوم نسبت به سایر عناصر PGE ناسازگارتر عمل می‌کند و معمولاً در آلیاژ Pt-Fe جدایش یافته متمرکز می‌شود؛ بنابراین یک ناهنجاری منفی Pt در کرومیتیت‌هایی که در مراحل اولیه تشکیل می‌شوند، بوجود می‌آید [۲۱]. در کرومیتی‌های غنی از کروم سبزوار با افزایش مقدار کروم، مقدار PGE افزایش می‌یابد (جدول ۱) که مشابه به برخی دیگر از کرومیتیت‌های انبانی دنیاست [۱۶، ۲۲، ۲۳]. از سوی دیگر در کرومیتیت‌های غنی از آلومینیوم، میانگین نسبت‌های Pd/Ir، Ru/Pt و IPGE/PPGE به ترتیب ۱٫۹۰، ۸٫۴۵ و ۲٫۸۸ است. مقادیر Pd/Ir به عنوان شاخصی از تفکیک عناصر PGE در نظر گرفته می‌شود [۲]. بر این اساس، مقدار تفکیک PGE در کرومیتیت‌های غنی از آلومینیوم سبزوار به مراتب کمتر از انواع غنی از کروم بوده و الگوی عناصر PGE بهنجارشده نسبت به کندریت در این کرومیتیت‌ها مشابه ماگماهای تولئیتی است، زیرا در جایگاه‌های زیر پشته‌های میان اقیانوسی به دلیل تحرک محدود Cr و PGE، این عناصر طی ذوب‌بخشی در گوشته بالایی (مذاب‌های MORB) به شکل سازگار عمل می‌کنند [۱۶]. غنی‌شدگی Ru در کرومیتیت‌های غنی از آلومینیوم نیز مانند همتای غنی از کروم آنها دیده می‌شود (شکل ۳ الف). ناهنجاری مثبت Ru در الگوهای PGE به وجود لاریت در کرومیتیت‌ها نسبت داده می‌شود [۱۷]. مذاب‌های تولید شده شبه MORB که از ذوب درجه پایین تشکیل شده‌اند، فراوانی PGE پایین دارند، در حالیکه در مذاب‌های بونینیتی تشکیل شده بوسیله ذوب آبدار مقدار PGE به نسبت بالاتر است [۲۴]. در نمونه‌های مورد بررسی، فراوانی PGE در کرومیتیت‌های غنی از کروم بیشتر از انواع غنی از آلومینیوم است (شکل ۳ ب). افزون بر این، مقدار پایین عناصر HFSE و REE در کرومیتیت‌های غنی از کروم در ناحیه سبزوار (شکل ۵) مشابه افیولیت‌های SSZ است [۲۰]؛ در حالیکه مقادیر بالاتر HFSE در نمونه‌های کرومیتیتی با Al بالا مشابه پریدوتیت‌های پشته میان اقیانوسی است [۲۵].

تفکیک ماگمایی، ذوب‌بخشی و فرایندهای دگرسانی گرمابی سه عاملی هستند که مقدار PGE در سنگ‌های آذرین را کنترل می‌کنند [۲۵]. دو عامل نخست (تفکیک ماگمایی و ذوب بخشی) مؤثرتر هستند درحالیکه فرایندهای دگرسانی تنها اثر محدودی بر بازتحرک Au و تا حد کمتری Pt و Pd دارد [۱۹]. عناصر PGE براساس مقدار سازگاری طی ذوب بخشی به دو گروه تقسیم می‌شوند: گروه نخست عناصر IPGE (شامل Os، Ir و Ru) که دارای بالاترین نقاط ذوب هستند و گروه دوم عناصر PPGE (شامل Rh، Pt و Pd) که نقطه ذوب پایین‌تر دارند [۲۵]. عناصر PGE و Cr در سنگ‌-های گوشته بوسیله ترکیبی از فرایندهای ذوب‌بخشی و واکنش مذاب/ سنگ در گوشته ایجاد می‌شوند [۵]. گستره تقریباً ثابت تغییرات نسبت Pd/Ir در کرومیتیت‌های سبزوار (۱٫۹ در نمونه‌های غنی از آلومینیوم و ۰٫۲۶- ۰٫۲۴ در نمونه‌های غنی از کروم) نشان می-دهد که ذوب‌بخشی نقش بیشتری نسبت به تفکیک ماگمایی در تشکیل آنها داشته است [۱]. معادلات مختلفی برای ارتباط بین درجه ذوب‌بخشی و Cr# در کرومیتیت‌ها ارائه شده است. به عنوان مثال می‌توان به معادله زیر اشاره کرد [۲۶]:

$$F\% = ۱۰ \times Ln\ (Cr\#_{spl}) + ۲۵٫۸$$

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.109]

براساس این رابطه، مقدار ذوب‌بخشی محاسبه شده در کرومیتیت‌های غنی از کروم بین ۱۷/۷ تا ۲۲/۲ درصد تغییر می‌کند، در حالیکه این مقدار برای کرومیتیت‌های غنی از آلومینیوم ۱۶/۱- ۱۵/۵ درصد است. بنابراین کرومیتیت‌های غنی از کروم در درجه‌های ذوب بالاتری نسبت به نمونه‌های غنی از آلومینیوم تشکیل شده‌اند.

در سنگ‌های گوشته بالایی، کانی‌های سولفیدیِ فلزاتِ پایه، میزبان اصلی عناصر PPGE یعنی Pd و Pt هستند [۲۷]. در درجه‌های ذوب‌بخشی بالا (تولید ماگمای بونینیتی)، Pd و Pt از ماگماهای اشباع از S خارج می‌شوند و یک بازمانده گوشته‌ای به شدت تهی شده از این عناصر باقی می‌ماند [۵]. تهی‌شدگی شدید کرومیتیت‌های غنی از کروم سبزوار نشان می‌دهد که درجه بالای ذوب‌بخشی یا ذوب‌بخشی یک پریدوتیت گوشته‌ای تهی شده (ذوب مرحله دوم)، عامل تشکیل آنها بوده است [۱۸]. از آنجا که انباشته‌های سولفیدی در پریدوتیت‌های میزبان دیده نمی‌شود، واکنش متقابل سنگ/ مذاب می‌تواند منجر به تهی‌شدگی Pd و Pt در کرومیتیت-های غنی از کروم سبزوار شده باشد [۲۲]. افزایش تراکم عناصر IPGE با نسبت پایین Pd/Ir در کرومیتیت‌های با Cr بالا در سبزوار، نیازمند درجه ذوب‌بخشی بالای گوشته همراه با نفوذ مذاب غنی از سیال است. اسپینل‌های با Cr بالا شاخص ماگماهای بونینیتی یا تولئیت‌های با Mg بالا در جایگاه SSZ هستند (شکل ۶ ب). ذوب‌بخشی درجه بالا معمولاً موجب غنی شدگی ماگما از عناصر دیرگداز چون Ni، Co، Cr و PGE می‌شود [۲۸]. این ویژگی‌ها در کرومیتیت‌های غنی از کروم سبزوار دیده می‌شود (شکل‌های ۳،۴).

ذوب‌بخشی گوشته اولیه می‌تواند هم مذاب‌های اشباع از گوگرد و هم مذاب‌های اشباع از آن را تشکیل دهد. اگر مذاب‌ها اشباع از S باشند، با کاهش دما و فشار، مایعات سیال حل ناپذیر سولفیدی از مذاب اولیه جدا شده و در گوشته بازمانده باقی می‌مانند. این امر به علت ماهیت آهن دوست عناصر PGE، موجب تهی‌شدن مذاب از PGE می‌شود. مذاب‌های بازالتی تشکیل شده در زیر مناطق در حال گسترش (پشته‌های میان اقیانوسی یا حوضه‌های پشت کمانی) بوسیله ذوب‌بخشی درجه پایین (در مقایسه با ماگمای بونینیتی) ایجاد می‌شوند. ذوب‌بخشی درجه پایین برای خروج همه سولفیدهای گوشته کافی نیست و بنابراین مذاب‌های ایجاد شده مقادیر کمتری PGE خواهند داشت [۱۴،۱۶، ۲۲]. مقدار پایین PGE و غنی-شدگی نسبی عناصر HFSE و REE (شکل‌های ۳، ۵) در کرومیتیت‌های سرشار از Al در افیولیت‌های سبزوار ماهیت اشباع از S ماگمای اولیه و تشکیل آنها در نتیجه ذوب بخشی درجه پایین را تائید می‌کند [۱۳، ۲۳].

پژوهش‌های اخیر بر پهنه افیولیتی سبزوار بر وجود دو محیط زمین‌ساختی ماگمایی طی تشکیل این مجموعه افیولیتی در کرتاسه پسین تأکید دارند، اما تفسیرهای ارائه شده در این مورد متفاوت است. خلعتبری و همکاران [۸] با استفاده از بررسی توالی سنگ‌های خروجی افیولیت سبزوار تبدیل محیط زمین‌ساختی ماگمایی از یک حوضه کمانی حاشیه‌ای به یک حوضه پشت کمانی را پیشنهاد داده‌اند. در حالی که شفایی مقدم و همکاران [۶] با بررسی ترکیب کانی‌ها (پیروکسن و کرومیت) در سه مقطع از پریدوتیت‌های افیولیت سبزوار و با توجه به روابط صحرایی بین سنگ‌های میزبان، فرضیه دیگری را مطرح کرده‌اند: نخست مذاب‌های شبه MORB (بازالت‌های پیش قوس) شکل‌گیری شده و باعث تشکیل کرومیتیت‌های فقیر از کروم و ایجاد کلینوپیروکسن- پلاژیوکلاز شده‌اند. پس از آن با افزایش مقدار سیال‌های برآمده از ورقه فرورونده، مذاب-های کمانی یا بونینیتی شکل گرفته و به نوبه خود دونیت‌ها و کرومیتیت‌های غنی از کروم را تشکیل داده‌اند. نتایج این پژوهش نیز نقش دو نوع ماگمای مختلف بونینیتی و تولئیتی در شکل‌گیری کرومیتیت‌ها و سنگ‌های فرامافیک افیولیت سبزوار را تأیید می‌کند. از این رو، امکان وجود حوضه‌های پیش کمانی یا پشت کمانی طی تشکیل افیولیت سبزوار وجود دارد. البته داده‌های این پژوهش نشان می‌دهد که مستندات اشاره شده در بررسی شفایی مقدم و همکاران [۶] برای همه افیولیت‌های سبزوار صدق نمی‌کند. برخلاف فرضیه ایشان، کرومیتیت‌های فقیر از کروم (غنی از آلومینیوم) تنها منحصر به سنگ میزبان لرزولیت غنی از پلاژیوکلاز نیستند چراکه نمونه CS1 با یک سنگ میزبان دونیتی، یک کرومیتیت غنی از

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.109]

آلومینیوم است (جدول ۱). از سوی دیگر، نمونه CS5 که یک کرومیتیت غنی از کروم است، از یک سنگ میزبان لرزولیتی برداشت شده است. افزون بر این، روابط صحرایی (قطع شدگی) بیان شده در مورد کرومیتیت‌ها و سنگ‌های میزبان در همه پریدوتیت‌های سبزوار مشابه سه مقطع بررسی شده در مرجع [۶] نیستند. بنابراین، تنوع ترکیبی و توزیع کرومیتیت‌های سبزوار باوجود تأکید بر حضور محیط کمانی و کششی طی تشکیل افیولیت سبزوار، به تنهایی برای تعیین محیط زمین ساختی ماگمایی این پهنه کافی نیست و بررسی سایر عوامل (توالی سنگ‌های آتشفشانی یا سن سنگ‌های میزبان) ضروری است.

برداشت

براساس داده‌های تجزیه نقطه‌ای بلورهای کرومیت و شیمی سنگ کل کرومیتیت‌ها، در پهنه افیولیتی سبزوار دو نوع کرومیتیت غنی از کروم و غنی از آلومینیوم قابل شناسایی است. کرومیتیت‌های غنی از کروم که فراوان‌تر هستند، مقدار #Cr، As، S و فلزات سنگین (Cu، Ni، Ag، Co و Zn) بیشتری نسبت به گروه دوم دارند. در حالی که در کرومیتیت-های غنی از آلومینیوم، مقدار REE و HFSE (Ti، P، Ga، Y، Zr، Nb، Hf و Th) بیشتر است. ترکیب بلورهای کرومیت نشان می‌دهد که اغلب کرومیتیت‌های غنی از کروم از ماگمای بونینیتی شکل گرفته‌اند، در حالیکه ماگمای تولئیتی شبه MORB نقش اصلی را در تولید کرومیتیت‌های غنی از آلومینیوم داشته است. فراوانی عناصر PGE در کرومیتیت‌های سرشار از کروم به نسبت بیشتر از نمونه‌های غنی از آلومینیوم است. الگوی توزیع PGE و نسبت بین عناصر مختلفِ این گروه از عناصر اشاره به ماهیت متفاوت ماگمای تشکیل دهنده دو گروه کرومیتیت های سبزوار دارد که با نتایج تجزیه نقطه‌ای کرومیت‌ها همخوانی دارد. کرومیتیت‌های غنی از کروم از ذوب-بخشی درجه بالا (مذاب بونینیتی) و در شرایط اشباع از گوگرد در یک محیط کمانی (SSZ) شکل گرفته‌اند. از سوی دیگر، نمونه‌های غنی از آلومینیوم از ذوب‌بخشی درجه پایین (مذاب تولئیتی) در شرایط اشباع از گوگرد و در یک محیط کششی (پشته‌های میان اقیانوسی یا حوضه‌های پشت کمانی) تشکیل شده‌اند. بین نوع پریدوتیت میزبان و مقدار کروم در کرومیتیت های سبزوار ارتباط مشخصی دیده نمی‌شود و برای تعیین تقدم تشکیل محیط‌های کمانی و کششی و تفسیر زمین دینامیک ناحیه‌ای، سایر عوامل زمین شناسی را نیز باید در نظر گرفت.

قدردانی

بخشی از هزینه‌های این پژوهش از طریق پژوهانه دانشگاه پیام نور تأمین شده است. که بدینوسیله از مساعدت معاونت پژوهشی دانشگاه قدردانی می‌شود. متن اولیه این مقاله توسط سه داور محترم مجله با دقت مورد بررسی قرار گرفت و پیشنهادهای ارزنده‌ای از جانب آنها برای بهبود کیفیت متن نهایی ارائه گردید که از این بزرگواران تقدیر می‌شود.

مراجع

[1] Garuti G., Fershtater G., Bea F., Montero P., Pushkarev E.V., Zaccarini F., *"Platinum group elements as petrological indicators in mafic–ultramafic complexes of the central and southern Urals: preliminary results"*, Tectonophysics 276 (1997) 181–194.

[2] Naldrett A.J., Hoffman E.L., Green A.H., Chou C.L., Naldrett S.R., Alcock R.A., *"The composition of Ni-sulfide ores, with particular reference to their content of PGE and Au"*, Canadian Mineralogist 17 (1979) 403–415.

[3] Barnes S.J., Fiorentini M.L., *"Iridium, ruthenium and rhodium in komatiites: evidence for iridium alloy saturation"*, Chemical Geology 257 (2008) 44–58.

[4] Locmelis M., Pearson N.J., Barnes S.J., Fiorentini M.L., *"Ruthenium in komatiitic chromite"*, Geochimecal et Cosmochimal Acta 75 (2011) 3645–3661.

[5] Zhou M.F., Sun M., Keays R.R., Kerrich R.W., *"Controls on platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: a case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 62 (1998) 677–688.

[6] Shafaii Moghadam. H., Zaki Khedr. M., Arai. S., Stern.R.S., Ghorbani. G., Tamura. A., Ottley.C., *"Arc-related harzburgite–dunite–chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: A model for formation of*

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.109]

element (PGE, REE) and isotope data", Mineralium Deposita 34 (1999) 250–272.

[16] Uysal I., Tarkian M., Sadiklar M.B., Zaccarini F., Meisel T., Garuti G., Heidrich S., *"Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Muğla, SW Turkey: implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry",* Contributions to Mineralogy and Petrology 158 (2009) 659–674.

[17] Ismail S.A., Kettanah, Y.A., Chalabi S.N., Ahmed A.H., Arai S., *"Petrogenesis and PGE distribution in the Al- and Cr-rich chromitites of the Qalander ophiolite, northeastern Iraq: Implications for the tectonic environment of the Iraqi Zagros Suture Zone"*, Lithos 202–203 (2014) 21–36.

[18] Najafzadeh A.R., *"Ahmadipour H., Using platinum-group elements and Au geochemistry to constrain the genesis of podiform chromitites and associated peridotites from the Soghan mafic–ultramafic complex, Kerman, Southeastern Iran",* Ore Geology Reviews 60 (2014) 60–75.

[19] Xiong F., Yang J., Robinson P.T., Xu X., Liu Z., Zhou W., Feng G., Xu J., Li J., Niu X., *"High-Al and high-Cr podiform chromitites from the western Yarlung-Zangbo suture zone, Tibet: Implications from mineralogy and geochemistry of chromian spinel, and platinum-group elements",* Ore Geology Reviews 80 (2017) 1020–1041.

[20] Orberger B., Lorandb J.P., Girardeau J., Merciera J.C.C., Pitragool S., *"Petrogenesis of ultramafic rocks and associated chromitites in the Nan Uttaradit ophiolite",* Northern Thailand. Lithos 35 (1995) 153–182.

[21] Bacuta G.K., Kay R.W., Gibbs A.K., Lipin B.R., *"Platinum-group elements abundance in chromite deposits of the Acoje ophiolite block, Zambales ophiolite complex, Philippines",* Journal of Geochemical Exploration 37 (1990) 113–145.

[22] Ahmed A.H., Arai S., *"Unexpectedly high-PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonic implications",* Contributions to Mineralogy and Petrology 143 (2002) 263–278.

[23] Uysal I., Tarkian M., Sadiklar B.M., Sen C. *"Platinum-group-element geochemistry and mineralogy of ophiolitic chromitites from the Cop podiform chromitites",* Gondwana Research 27 (2015) 575-593.

[7] Shirzadi A.R., Masoudi F., Rahimzadeh B., *"Nature of Chromite parent magma In Sabzevar ophiolite (North-East of Iran)',* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 21 (2013) 49-58.

[8] Khalatbari Jafari M., Babaie H.A., Gani, M., *"Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran",* Journal of Asian Earth Sciences, 70-71 (2013) 209–230.

[9] Mazhari S.A., *"The investigation of trace elements composition and role in the Magnetiteore genesis of Namen pluton, West of Sabzevar by LA-ICP-MS',* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 25 (2017) 739-748.

[10] Nasrabadi M., Moeinvaziri H., Razavi M.H., Mohajjel M., *"Mineralogical paragenesis changes of NW granulites of Sabzevar during metamorphic evolutions'*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 18 (2009) 531-544.

[11] Mazhari S.A., Mojtahedifar V., Jafarian A., *"Geochemistry, petrogenesis and mineralization of Namen plutonic rocks, SW of Sabzevar zone'*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 23 (2015) 517- 532.

[12] Mazhari S.A., *"Petrogenesis of adakite and high-Nb basalt association in the SW of Sabzevar Zone, NE of Iran: Evidence for slab melt-mantle interaction",* Journal of African Earth Sciences, 116 (2016) 170-181.

[13] Rollinson H., *"The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions",* Contribution to Mineralogy and Petrology 156 (2008) 273–288.

[14] González-Jiménez J.M., Proenza J.A., Gervilla F.,Melgarejo J.C., Blanco-Moreno J.A., Ruiz- Sánchez R., et al., *"High-Cr and high-Al chromitites from the Sagua de Tánamo district, Mayarí-Cristal ophiolitic massif (eastern Cuba): constraints on their origin from mineralogy and geochemistry of chromian spinel and platinum-group elements"* Lithos 125 (2011) 101–121.

[15] Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R., *"The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace*

[27] Luguet A., Lorand J.P., Seyler M., *"Sulfide petrology and highly siderophile element geochemistry of abyssal peridotites: a coupled study of samples from the Kane Fracture Zone (45°W 23°20 N, MARK area, Atlantic Ocean)",* Geochimica et Cosmochimica Acta 67 (2003) 1553–1570.

[28] Pearce J.A., Van De Lann S.R., Arculus R.J., Murton B.J., Ishii T., Peate D.W., et al., *"Boninite and harzburgite from leg 125 (Bonin–Mariana forearc): a case study of magma genesis during the initial stage of subduction. In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. (Eds.)",* Proceedings of Ocean Drilling Program Leg 125 Bonin/Mariana region (1992) 623–656.

Mountains northeastern Turkey", The Canadian Mineralogist 45 (2007) 355–377.

[24] Prichard H.M., Neary C.R., Fisher F.C., O'Hara M.J., *"PGE-rich podiform chromitites in the Al'Ays ophiolite complex, Saudi Arabia: an example of critical mantle melting to extract and concentrate PGE",* Economic Geology 103 (2008) 1507–1529.

[25] Dilek Y., Rassios A.H.E., Furnes H., Shallo M., *"Mesozoic–Cenozoic tectonics and Tethyan evolution of the western Balkan Peninsula: an ophiolite perspective",* Geophysical Research Abstracts 9 (2007) 9–27.

[26] Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W., *"Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites",* Nature 410 (2001) 677–681.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.109]